

细粒物质沉积动力学过程正演数值模型及应用

万力^{1,2}, 白斌^{1,2}, 许春阳³, 张志杰^{1,2}, 朱如凯^{1,2}

1. 中国石油勘探开发研究院, 北京 100083

2. 多资源协同陆相页岩油绿色开采全国重点实验室, 黑龙江大庆 163712

3. 河海大学, 南京 210098

摘要 【意义】细粒沉积与传统非细粒沉积在动力学机制上存在显著差异, 有必要突破定性描述, 梳理针对细粒物质的定量化动力学模型。【进展】结合作者的模型计算成果, 从微观絮凝过程、沉积体级别的黏性特征到盆地尺度的多沉积过程三个层次, 对细粒沉积的数值建模方法、核心公式及其含义进行了系统综述。微观层面, 以絮团均值粒径模型为代表, 解析了 Winterwerp 絮凝动力学公式与分形维度的影响, 阐明絮团在碰撞—聚并—破碎平衡下的粒径演化过程; 沉积体层面, 通过 Delft3D 模型模拟结果说明其通过显式区分黏性与非黏性沉积物, 应用 Partheniades-Krone 侵蚀沉积模型及盐度制约下的沉降速度, 能够较好再现絮凝对三角洲沉积格局的控制作用; 盆地尺度, 以 Dionisos (Diffusion)、Badlands (Stream Power) 和 Lecode (Marker in Cell) 不同模拟方法代表, 评估其对于细粒物质模拟的适用性, 区分细粒和粗粒沉积物的参数设置方法, 揭示悬浮沉降、异重流、泥流、坡面过程与河流等不同细粒沉积过程的空间展布规律。【结论与展望】该研究不仅深化了对细粒沉积动力学本质的认识, 也为提升数值模拟在细粒沉积研究中的适应性提供了展望和建议。

关键词 细粒沉积; 数值模拟; 絮凝; 黏性沉积物; 沉积动力学

第一作者 万力, 女, 1989 年出生, 博士, 高级工程师, 沉积模拟方向, E-mail: wanli1@petrochina.com.cn

中图分类号: P512.2

文献标志码: A

文章编号: 1000-0550 (2026) 00-0000-00

0 引言

细粒沉积物广泛分布于河流、湖泊和海洋环境, 约占全球沉积物的 70% (朱如凯等, 2022, 2023)。此外, 细粒沉积是非常规油气富集的关键场所, 随着非常规油气资源勘探开发的不断推进, 细粒沉积研究的必要性日益增强 (姜在兴等, 2013; 朱如凯等, 2022, 2023)。

细粒沉积的动力学机制一直是研究的难点和挑战。系统探讨细粒沉积的动力学过程, 对于深化沉积学基础理论并推动非常规油气地质应用具有重要意义。首先, 了解细粒物质的动力学机制并明确其动力学模型, 有助于预测不同沉积过程下, 控制细粒沉积的空间分布及规模, 从而能够有效预测细粒沉积作为盖层和隔层的分布规律; 其次, 有机质与细粒物质的絮凝作用是有机质富集的关键机制。由于有机—无机絮凝体是烃源岩的重要来源, 深入研究絮凝作用对于预测烃源岩的形成与分布至关重要; 最后, 细粒物质沉积动力学研究关注细粒沉

积的控制因素,包括水体环境、流体能量和沉积物组分等。理解这些因素对细粒沉积纹层结构及显微结构的影响,有助于提高对细粒沉积孔渗和应力特征的预测精度,从而能够辅助储量预测和储层改造方案设计。

沉积动力学关注沉积物侵蚀、搬运与沉积的动态过程,尤其是这些过程的控制机制、影响因素及其动力学模型。从沉积动力学角度看,细粒沉积物并非单一类型,而是可根据颗粒间是否存在显著内聚力,区分为黏性细粒沉积物与非黏性细粒沉积物。二者在颗粒相互作用方式、沉积行为及其对沉积体演化的影响方面存在本质差异。

一般而言,以黏土矿物为主、颗粒尺度较小的细粒沉积物往往表现出明显的黏性特征,即颗粒间存在显著的内聚力(如范德华力、静电引力和分子间作用力),在运输与沉积过程中易发生絮凝作用,被称为黏性沉积物(姜在兴等, 2013; 朱如凯等, 2022, 2023)。相比之下,粒径较大的粉砂及砂质颗粒即使处于细粒范围,其动力学行为仍以非黏性为主,颗粒之间基本不发生黏附或团聚,主要依靠重力、流体动力(如拖曳力、浮力)及湍流扩散进行运输与沉积(郭超和何青, 2021; 李杰等, 2022)。这一黏性与非黏性的差异,决定了细粒沉积在动力学机制和沉积响应上的显著不同,主要体现在以下几个方面:

(1) 颗粒—流体作用复杂(Ives, 1978; Gregory and O'Melia, 1989): 细粒物质由于颗粒表面电荷和水化膜作用,容易发生絮凝,在运输和沉积过程中表现出集体行为,形成絮团。当水动力增强至一定程度,如剪切应力达到 $0.1\sim 0.5\text{ N/m}^2$, 或流速达到 $0.1\sim 1\text{ m/s}$ (Winterwerp, 1998; Schieber *et al.*, 2023), 可能发生解絮凝,导致絮团破碎并分散为较小颗粒。解絮凝强度与水动力增强的程度呈正相关,当水动力达到一定临界值时,絮团破碎的概率显著增加(Thorn, 1982; Winterwerp, 1998)。相比之下,常规沉积物之间几乎不发生吸附、黏附或团聚现象。

(2) 沉积物组分对沉积行为的影响显著(Schieber *et al.*, 2023)。絮凝行为常发生于黏性细粒沉积物中,主要包括无机矿物颗粒(如伊利石、蒙脱石)与有机质颗粒两类。研究表明,有机质的存在显著增强絮凝能力(Gerde *et al.*, 2014),其与黏土矿物结合形成的有机—无机复合絮团结构更为松散、比重较低、沉降速度更快,且对剪切力的响应更敏感(Maerz *et al.*, 2011; Manning *et al.*, 2011b)。相比之下,纯无机黏性颗粒絮团结构更紧密,稳定性更高,但在低能环境中沉降速度较慢。

(3) 水体化学条件的调控作用。水体的 pH 值、离子强度和盐度等化学条件可通过改变颗粒表面电荷特征,显著影响絮凝与沉降过程(Mietta *et al.*, 2009; Wu *et al.*, 2012);同时,水体化学环境还会影响微生物的富集与活动,而微生物及其代谢产物可进一步增强或

削弱颗粒间的黏聚性。

(4) 多尺度动力学过程差异显著 (Thomas *et al.*, 1999; Ali *et al.*, 2022)。在微观尺度上, 细粒颗粒在布朗运动、剪切流和差异沉降控制下发生碰撞、聚并与破碎; 而在宏观尺度上, 河流、三角洲、泥流、异轻流、异重流及悬浮沉降等多种沉积过程均可形成细粒沉积。其中, 絮凝—解絮凝过程不仅影响细粒颗粒的输运与沉降, 还会在沉积后改变底床性质, 从而对后续沉积过程产生反馈控制作用 (Fox *et al.*, 2004; Edmonds and Slingerland, 2010; Zhang *et al.*, 2021)。

综上, 细粒沉积物中黏性与非黏性成分的并存, 使其沉积动力学过程在微观絮凝层面、区分黏性介质与非黏性介质的沉积体层面, 以及盆地尺度多过程耦合层面均存在复杂性与尺度差异, 区别于常规沉积, 迫切需要系统梳理和综合评价现有数值模拟方法。本文基于作者的模拟成果作为典型实例, 分别从三个层次展开讨论: 首先, 通过实例介绍微观尺度的絮凝过程数值模拟方法, 解析控制絮团形成、破碎与沉降的核心公式与模拟结果; 其次, 以 Delft3D 为代表, 说明黏性沉积物和非黏性沉积物在沉积体级别的数值模拟方法, 介绍其在侵蚀、搬运、沉降和沉积过程模拟中的区别, 以及通过实例说明盐度对于黏性沉积物的影响; 最后, 分别以基于 Diffusion 方法的 Dionisos、基于 Stream Power 的 Badlands 和基于 Marker in Cell 的 Lencode 三种主流盆地尺度模拟工具, 通过实例介绍其在河流、泥流、悬浮沉降、异重流、山坡过程等不同细粒沉积过程的模拟方法和效果。最后从建立计算系数图版、融合多尺度模拟、加强不同流态细粒沉积研究三个角度提供了展望和建议。通过跨尺度的系统分析, 本文旨在揭示细粒沉积不同过程的动力学数值模拟方法, 评估各类模型在细粒沉积研究中的优势与局限, 并为未来模型优化及非常规油气勘探中的应用提供参考。

1 细粒沉积物微观絮凝过程

絮凝过程是细粒沉积有别于粗粒沉积的沉积动力学起点与基础, 因此首先需从微观颗粒层面探讨絮凝的控制机制以及动力学数值模型。

1.1 絮凝过程控制机制

絮凝是黏性细颗粒泥沙在水体中发生聚集、形成结构性絮团的关键过程, 其形成机制受多种物理、化学与生物因素的共同调控。在物理机制方面, 颗粒碰撞是絮凝发生的前提, 其主要驱动机制包括布朗运动、颗粒间差速沉降以及水体紊动剪切作用。其中, 布朗运动主要影响微小颗粒的初始聚合, 差速沉降有助于不同粒径颗粒间的追赶与碰撞, 水体紊动可以导致颗粒碰撞的频率上升, 适度的水体紊动可促进絮团生长, 然而过强的剪切力亦可能造成絮

团破碎，抑制絮凝过程 (Maggi, 2005; Manning *et al.*, 2011a)。

在化学机制方面，电解质通过压缩颗粒表面的双电层，降低 Zeta 电位，削弱颗粒间的静电排斥，从而增强黏结能力，这一过程被称为“盐絮凝”。不同离子的价态、电荷数和浓度将显著影响絮凝效率，且存在一定的最佳盐度范围 (Mietta *et al.*, 2009)。生物机制主要表现为有机质与微生物在絮团形成中的桥联作用，微生物代谢产物及胞外高分子聚合物 (EPS) 不仅可改变颗粒表面电荷状态，还通过物理缠结或化学键合作用增强颗粒黏结稳定性 (Deng *et al.*, 2022)。

总体而言，絮凝是颗粒聚合与破碎的动态平衡过程，颗粒碰撞频率与黏结概率共同决定絮团生成速率。絮团结构可表现出分形特征，其密实度与稳定性随形成机制和环境条件的不同而异 (Maggi *et al.*, 2007; Zhu *et al.*, 2015)。因此，准确理解各类作用机制与絮团形态特征、有效密度以及沉降速度的相关关系，是揭示天然水体中黏性泥沙输移与沉积过程的基础。

1.2 絮凝过程数值模拟

絮凝数值模拟的核心在于精确描述粒径分布、碰撞机制、结构重组与沉速演化的动力过程，而絮凝过程的化学机制和生物机制尚未通过数学模型进行描述 (洪国军和杨铁笙, 2006; 黄永健等, 2009; 许春阳等, 2022)。众多学者根据数值计算所关注的核心参数，开发了不同类型的絮凝模型，主要包括：(1) 仅关注絮凝过程对沉降速度的影响，在细颗粒泥沙沉降速度模型中耦合絮凝的影响因素 (Thorn, 1982; Manning *et al.*, 2011b)，(2) 主要关注水体中絮团的均值粒径的变化过程，基于絮凝的聚合、破碎过程的平衡求解均值粒径 (Xu *et al.*, 2021)，(3) 在均值粒径的基础上，进一步拓展求解有限粒径数量，能够得出相应的絮团粒径分布曲线 (Smoluchowski, 1918; Maerz *et al.*, 2011)，(4) 直接模拟小球颗粒碰撞 (Chai *et al.*, 2018)。下文着重介绍第二种絮团均值粒径模拟模型作为絮凝过程解析模型范例。

为能够精确预测絮团粒径的变化规律，Winterwerp (1998) 假设絮团分形维度为单一恒定值，主要考虑水体紊动的影响，通过线性组合絮团在水体紊动作用下生长及破碎过程，得到了絮团均值粒径的预测模型：

$$\frac{dD}{dt} = \frac{k_A C}{n_f \rho_s} G d^{n_f-3} D^{4-n_f} - \frac{k_B}{n_f} \left(\frac{\mu}{F_y}\right)^q G^{q+1} d^{-p} D^{2q+1} (D-d)^p \quad (1)$$

式中： D 为絮团粒径，量纲 L； t 为时间，量纲 T； k_A 絮凝速率常数，无量纲； n_f 为絮团分形维度，无量纲； C 为悬浮泥沙浓度，量纲 ML^{-3} ； ρ_s 为固相颗粒密度，量纲 ML^{-3} ； G 为剪

切速率，量纲为 T^{-1} ； d 为初始泥沙颗粒粒径，量纲 L ； k'_B 破碎速率常数，量纲 L^{-2q} ； μ 为水体动力黏滞系数，量纲为 $ML^{-1}T^{-1}$ ； F_y 为絮团屈服应力，量纲为 $ML^{-1}T^{-2}$ ； p 为絮凝指数，无量纲； q 为指数系数，无量纲。多数研究采用 $p \approx 1.0$ ， $q \approx 0.5$ 作为典型值来保证模型稳定性与数据一致性（Son and Hsu, 2008）。左项为絮团平均直径随时间的变化速率，右侧第一项表明表示颗粒因碰撞、黏结等过程形成更大絮团，即描述絮团的生长过程，右侧第二项描述紊动剪切造成的絮团破碎过程。当右侧第一项与第二项平衡时，絮团达到稳态平均粒径。

其中 F_y 采用 Winterwerp (1998) 的屈服强度关系式：

$$F_y = \tau_y D^2 = B_1 \left(\frac{D}{d} \right)^{2n_f/3} \quad (2)$$

式中： F_y 为屈服强度，量纲 MLT^{-2} ； τ_y 为絮团屈服应力，量纲 $ML^{-1}T^{-2}$ ； B_1 为经验常数，量纲 MLT^{-2} 。该式表明絮团的抵抗破碎能力与其尺寸和分形维数密切相关，絮团越大、结构越致密（ n_f 越高），其屈服强度越大，不易破碎。

自然界中，即使同一粒径的絮团往往具有不同的内部结构，因而采用单一分形维度描述絮团结构易造成一定偏差，为正确描述群体的絮团的结构，假设同一粒径的絮团的分形维度为正态分布，引入分形维数的概率分布函数：

$$P(n_f)_D = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_D} \exp \left[-\frac{(n_f - \mu_{n_f})^2}{2\sigma_D^2} \right] \quad (3)$$

式中： $P(n_f)_D$ 粒径为 D 絮团的分形维数概率密度，为分形维度倒数； μ_{n_f} 为该粒径下的平均分形维数，无量纲； σ_D 为标准差，无量纲。

由于絮团的内部结构不同，即使粒径相同，在特定水动力剪切作用下絮团不一定同时发生破碎，在公式 (1) 中引入公式 (2) 和公式 (3) 得到公式 (4) 能够较好地解决上述问题，使得絮团的模拟过程更加接近真实情况：

$$\frac{dD}{dt} = \frac{Gd^\beta}{\beta \ln \frac{D}{d} + 1} \left[\frac{k'_A C}{3 \rho_s} d^{n_f-3} D^{4-n_f-\beta} - \frac{k'_B}{3} \left(\frac{\mu G}{B_1} \right)^q d^{-p} D^{2q+1-\beta} (D-d)^p \int_{\mu_D-4\sigma_D}^{n_f \max(D)} \left(\frac{D}{d} \right)^{-\frac{2q}{3}n_f} \frac{1}{\sqrt{2\pi}\sigma_D} \exp \left(-\frac{(n_f - \mu_D)^2}{2\sigma_D^2} \right) dn_f \right] \quad (4)$$

式中： $\beta = \frac{\log(\frac{F_c}{3})}{\log(\frac{D_c}{d})}$ ，无量纲； F_c 为特征絮团分形维度，量纲 MLT^{-2} ； D_c 为特征絮团粒径，量纲 L 。

图 1 中为应用这一方法的模拟实例， p 、 q 分别取值为 1 和 0.5。 D_c 为设置为 2 000 μm ， F_c 取值为 2.0。菱形点为絮凝沉降物理实验（Spicer *et al.*, 1998），实线为本数值模型计算结果，模拟结果显示，沉降筒中的沉积物粒径随着时间先期增加后期到达平台期，显示了絮凝程度早期增加导致粒径增加，后期絮团生长和破碎达到平衡后，粒径也达到平衡阶段不再

显著增加，数值模拟结果和物理模拟结果的良好吻合说明了这一方法的可靠性。

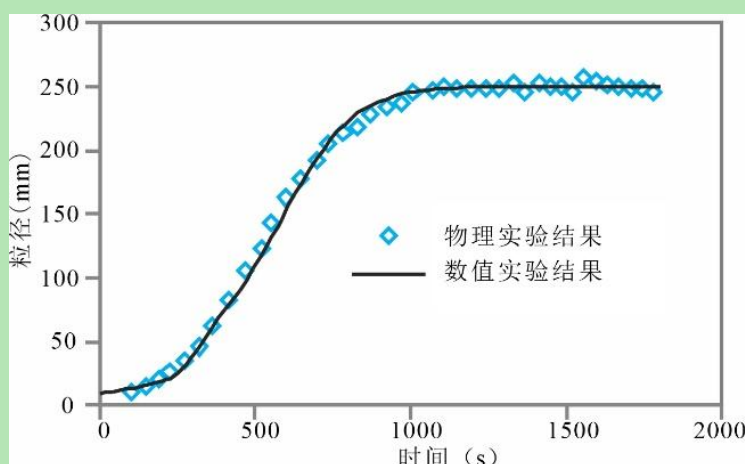


图1 絮团均值粒径方法模拟絮凝过程中粒径演化

Fig.1 Simulation of floc size evolution during flocculation using the mean floc size method

2 黏性物质和非黏性物质宏观动力学模型

微观絮凝过程决定了细粒颗粒的基本物理属性，进而在宏观尺度上进一步影响沉积物的侵蚀、搬运与沉积行为。为揭示黏性与非黏性沉积物在动力学响应上的系统差异，有必要从宏观层面对两类沉积物的数值模拟方法进行比较与分析。

2.1 黏性沉积物和非黏性沉积物的动力学区别

在沉积动力学模拟中，黏性与非黏性沉积物因其颗粒间相互作用及流体响应特性的显著差异，在侵蚀、搬运、沉降与沉积四个过程中的建模方法和参数设定均存在系统性差异（张瑞瑾等，1989；van Rijn，1993；Wu，2023）（表1）。

在侵蚀方面：（1）非黏性沉积物的起动主要受底床剪应力控制，其建模常基于 Shields 准则，通过颗粒密度、粒径与流体密度之间的物理关系确定临界剪应力。由于非黏性颗粒之间缺乏显著内聚力，侵蚀模型较为简单，多采用固定阈值剪应力判断是否产生颗粒脱离。（2）黏性沉积物的颗粒之间存在显著内聚作用，侵蚀阈值不仅与颗粒特性和流体剪应力相关，还需考虑颗粒表面分子作用力、电荷屏蔽效应等因素。因此，模拟中常引入内聚性参数或沉积物浓度作为调整因子，采用如 Partheniades（1965）、Mehta *et al.*（1982）、Gailani *et al.*（1991）等提出的非线性或指数型侵蚀率模型，以更准确描述底床泥体在复杂剪切条件下的起动行为。

表1 黏性沉积物和非黏性沉积物的沉积动力学特征对比

Table 1 Comparison of depositional dynamic characteristics between cohesive and non-cohesive sediments

对比维度	黏性沉积物	非黏性沉积物
定义	颗粒间具有显著内聚力（如范德华力、电荷作用），常形成絮团结构	颗粒间无显著内聚力，行为相对独立
粒度范围	微细颗粒，粒径通常小于 63 μm	中—粗粒，粒径通常大于 63 μm

颗粒形态	不规则、片状、板状，表面带电、粗糙，适合絮凝	近球形或椭球形，表面光滑，独立行为
絮凝行为	易絮凝，形成分形结构絮团，结构可压缩、易破碎	不易团聚，颗粒独立运动，结构稳定
主要作用力	重力、流体动力、内聚力（范德华力、电荷作用、分子黏结力）	重力、拖曳力、浮力、湍流剪切力，颗粒间无显著相互作用
受控因素	受流体动力、水体化学（pH、盐度）、颗粒组成及絮凝行为控制	主要受流体动力控制，如底床剪应力、流速等
化学敏感性	高：受 pH、盐度、离子强度、表面电荷等显著影响	低：化学环境变化对运动行为影响较小
生物影响	显著：微生物与 EPS 促进颗粒絮凝与桥联	可忽略：生物活动对非黏性颗粒影响有限
动力学响应	高度非线性，受颗粒浓度、剪应力、化学条件协同控制	线性可预测，动力学行为稳定，适合经典模型
沉降	沉降行为受絮团大小、密度和结构控制；絮团可显著提高沉降速度，呈现非线性	单颗粒受重力控制沉降，沉速与粒径和流体黏度相关，粒度越大沉降越快，行为稳定可预测
沉积	再悬浮常见，需考虑沉积概率，内聚力与动力条件共同控制	再悬浮受床面剪应力、紊流结构、流态影响
侵蚀	起动临界剪应力高，黏结力强，需考虑沉积物内聚力，具非线性特征	起动临界剪应力低，颗粒独立，侵蚀行为线性可预测
搬运	以悬移、絮团搬运为主，过程受絮凝—破碎耦合影响	包括底负载与悬移负载，颗粒独立输移，动力学稳定

在搬运过程中：（1）非黏性沉积物以底载输运为主，也存在悬移输运，颗粒独立性强，模型中可忽略颗粒间相互作用，适用于基于剪应力、流速或能量守恒推导的经典输运公式，如 Meyer-Peter & Müller 模型（Meyer-Peter and Müller, 1948）或 Bagnold（Bagnold, 1966）模型。（2）黏性沉积物则以悬移质为主要搬运方式，颗粒常通过絮凝形成大粒径的团聚体，搬运行为受到颗粒碰撞、黏附、破碎等过程的影响。模拟中需要引入絮凝动力学，常通过耦合颗粒浓度、沉降速度和湍流扩散项来计算，反映其在流场中的输移过程。

在沉降环节：（1）非黏性沉积物的下沉行为主要由重力控制，当粒径较细、浓度较低时，可以用 Stokes 公式；当粒径更大时，需要用经验公式或直接描述其近似自由落体过程。（2）黏性沉积物的沉降行为显著受絮凝影响，絮团尺寸与密度随流体剪应力与悬浮浓度动态变化，其沉降速度常高于单颗粒，并呈非线性变化趋势。前人（Thorn, 1982；乐培九，1983；彭润泽等，1987；Zhang, 1999）提出了多种经验模型，以量化不同盐度、浓度和湍流条件下絮团的沉降行为。

在沉积过程中：（1）非黏性沉积物主要依赖于颗粒的沉降速度与近底床浓度的乘积计算沉积速率，沉积概率接近确定性，仅在高剪应力下可能出现再悬浮。（2）对于黏性沉积物，需同时考虑沉降速度、沉积概率与底床剪应力之间的关系，其沉积过程更易受再悬浮影响，整体沉积效率偏低，模型复杂度显著增加。Krone（1962）提出的沉积概率模型揭示了当剪切力增加至一定阈值时，黏性颗粒将难以沉积，甚至完全再悬浮，因此需采用分段函数表示沉积概率随剪应力的变化。

综上，非黏性沉积物的模拟以力学驱动为主，适用于经典物理模型，而黏性沉积物则需引入内聚性与絮凝机制，在数值模拟方法上呈现出更强的非线性和多参数耦合特征（表 1）。

2.2 Delft3D 中黏性沉积物和非黏性沉积物的区分

在沉积体尺度和年—百年尺度上模拟中,目前应用于河口与近岸水动力—泥沙—地貌研究的 Delft3D 模型能够区分黏性沉积物与非黏性沉积物,由荷兰 Deltares 研究院开发 (Symonds *et al.*, 2017; Deltares, 2022)。当沉积物的属性为非黏性沉积物时,其粒径只能高于 0.064 mm,而对于粒径低于 0.064 mm 的沉积物,其属性可定义为黏性,也可定义为非黏性。模型首先求解基于体积平均形式的 Navier–Stokes 方程,获得流场参数;随后,依据流场分布分别计算悬移质通量(包含黏土等黏性沉积物和粉砂等非黏性沉积物)和推移质通量(砂砾等非黏性沉积物);基于总泥沙通量,通过求解形态方程更新床面高程,实现对底形演化的逐时更新。涉及黏性沉积物和非黏性沉积物的方程主要如下:

2.2.1 黏性沉积物

黏性沉积物在 Delft3D 里面为悬移质输运,首先在对流—扩散方程框架下进行求解沉积物浓度,在床面处的边界条件,即床面交换通量采用 Partheniades-Krone 模型确定,同时引入盐度与絮凝效应对沉降速度的修正,随后对求解浓度进行深度积分,得到悬移质通量。其中对流—扩散方程为:

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \frac{\partial(uc)}{\partial x} + \frac{\partial(vc)}{\partial y} + \frac{\partial[(w-w_s)c]}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\varepsilon_{s,x} \frac{\partial c}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\varepsilon_{s,y} \frac{\partial c}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\varepsilon_{s,z} \frac{\partial c}{\partial z} \right) \quad (5)$$

式中: c 为悬浮沉积物浓度,量纲 ML^{-3} ; u, v, w 为三维流速分量,量纲 LT^{-1} ; w_s 为沉降速度,量纲 LT^{-1} ; ε_s 为湍流扩散系数,量纲 L^2T^{-1} 。方程左侧表示沉积物局部浓度随时间的变化以及随流体平流和垂向沉降的变化;右侧表示湍流混合作用引起的扩散效应。通过求解该方程,可以获得任意时刻、任意深度的悬移质浓度分布。床面处边界条件为:

$$-w_s c - \varepsilon_{s,z} \frac{\partial c}{\partial z} = D - E \quad (z = z_b) \quad (6)$$

式中: D 为沉积通量,量纲 $\text{ML}^{-2}\text{T}^{-1}$; E 为侵蚀通量,量纲 $\text{ML}^{-2}\text{T}^{-1}$ 。沉积侵蚀通量计算采用 Partheniades-Krone 模型 (Partheniades, 1965):

$$E = MS(\tau_{cw}, \tau_{cr,e}) \quad (7)$$

式中: M 为侵蚀参数,量纲 $\text{ML}^{-2}\text{T}^{-1}$; $S(\tau_{cw}, \tau_{cr,e})$ 为侵蚀阶跃函数,无量纲:

$$S(\tau_{cw}, \tau_{cr,e}) = \begin{cases} \left(\frac{\tau_{cw}}{\tau_{cr,e}} - 1 \right), & \text{当 } \tau_{cw} > \tau_{cr,e} \\ 0, & \text{当 } \tau_{cw} \leq \tau_{cr,e} \end{cases} \quad (8)$$

式中: τ_{cw} 是波流作用下床面剪切应力,量纲 $\text{ML}^{-1}\text{T}^{-2}$, $\tau_{cr,e}$ 是侵蚀临界剪切应力,量纲 $\text{ML}^{-1}\text{T}^{-2}$ 。公式 (5) (6) 说明当流体对底床的剪切应力超过临界值时,沉积物发生侵蚀,且侵蚀量和剪切应力超出阈值的相对量呈正比;若未超过阈值,则底床保持稳定、不被扰动。

沉积过程描述方程：

$$D = w_s c_b S(\tau_{cw}, \tau_{cr,d}) \quad (9)$$

式中： w_s 为沉降速度，量纲 LT^{-1} ； c_b 为近底层的悬浮沉积物浓度，量纲 ML^{-3} ； $S(\tau_{cw}, \tau_{cr,d})$ 为沉积概率函数，无量纲：

$$S(\tau_{cw}, \tau_{cr,d}) = \begin{cases} 1 - \frac{\tau_{cw}}{\tau_{cr,d}}, & \text{当 } \tau_{cw} < \tau_{cr,d} \\ 0, & \text{当 } \tau_{cw} \geq \tau_{cr,d} \end{cases} \quad (10)$$

式中： $\tau_{cr,d}$ 为沉积临界剪切应力，量纲为 $ML^{-1}T^{-2}$ 。公式（7）（8）说明沉积通量与沉降速度、床底沉积物浓度和沉积概率成正比，当流体较平静，床面剪应力较低时，沉积概率高；当剪应力接近或超过阈值时，沉积停止甚至出现再悬浮。

沉降过程描述方程，其沉降速率受盐度影响：

$$w_s = \begin{cases} \frac{w_{s,max}}{2} \left(1 - \cos\left(\frac{\pi S}{S_{max}}\right) \right) + \frac{w_{s,f}}{2} \left(1 + \cos\left(\frac{\pi S}{S_{max}}\right) \right), & S \leq S_{max} \\ w_{s,max}, & S > S_{max} \end{cases} \quad (11)$$

式中： $w_{s,max}$ 为最大沉降速度，量纲为 LT^{-1} ； S 为盐度，无量纲； S_{max} 为盐度阈值，无量纲； $w_{s,f}$ 为淡水中的沉降速度，量纲为 LT^{-1} 。公式（9）用于描述盐度对细颗粒或絮团沉降速度的调控作用。当盐度低于盐度阈值时，沉降速度随盐度升高而非线性增加；当盐度超过盐度阈值时，絮团结构趋于稳定，沉降速度保持恒定。该经验公式通过余弦函数平滑过渡，能较好地模拟盐度梯度下絮凝增强导致的沉降加速过程。

2.2.2 非黏性悬移质

针对非黏性沉积物中的悬移质，同样求解公式（5）（6），但沉积通量和侵蚀通量采用 van Rijn（1993）提出的参考高度模型，沉降公式采用 van Rijn（1993）方法。其中侵蚀通量 E 可写为：

$$E = \alpha_2 \frac{\varepsilon_s}{\Delta z} c_a \quad (12)$$

式中： α_2 为数值离散系数，无量纲； ε_s 为垂向湍流扩散系数，量纲为 L^2T^{-1} ； Δz 为近床底层水体的厚度，即从床面到参考高度上界之间的垂向距离，量纲为 L ； c_a 为参考高度处浓度，量纲为 ML^{-3} 。根据 van Rijn *et al.*（2001）方法计算，表征起动阈值与湍流强度对近底浓度的控制。公式表示由于湍流扩散作用，床面处的颗粒被带入水体的向上通量，即侵蚀通量。沉积通量可写为：

$$D = \left[\alpha_2 \frac{\varepsilon_s}{\Delta z} + \alpha_1 w_s \right] c_{kmx} \quad (13)$$

式中： α_1 为数值离散系数，无量纲； c_{kmx} 为底层网格平均浓度，量纲为 ML^{-3} 。公式表示沉积

物因重力沉降与向下扩散而从水体返回床面的向下通量,即沉积通量。根据 van Rijn (1993) 方法,非黏性沉积物的沉降速度计算如下:

$$w_s = \begin{cases} \frac{(s-1)gD^2}{18\nu}, & 65 \mu\text{m} < D \leq 100 \mu\text{m} \\ \frac{10\nu}{D} \left(\sqrt{1 + \frac{0.01(s-1)gD^3}{\nu^2}} - 1 \right), & 100 \mu\text{m} < D \leq 1\,000 \mu\text{m} \\ 1.1\sqrt{(s-1)gD}, & D > 1\,000 \mu\text{m} \end{cases} \quad (14)$$

式中: s 为沉积物相对密度比,无量纲; g 为重力加速度,量纲为 LT^{-2} ; D 为粒径,量纲为 L ; ν 为水的动力黏度,量纲为 L^2T^{-1} 。该公式将沉降速度随粒径变化的非线性关系分为三个粒径区间,介于 $65\sim 100 \mu\text{m}$ 时,颗粒受黏滞力主控,遵循 Stokes 定律;介于 $100\sim 1\,000 \mu\text{m}$ 时,惯性力与黏滞力共同作用,采用经验拟合公式;大于 $1\,000 \mu\text{m}$ 时,黏滞力可忽略,沉降接近自由落体过程。

2.2.3 非黏性推移质

对于非黏性沉积物中的推移质,模型首先由流场计算得到床面剪应力,再据此求得推移质通量。常用的推移质通量计算公式为 van Rijn (1993) 公式:

$$S_b = 0.053D_{50}\sqrt{(s-1)gD_{50}}\frac{1}{D_*^{0.3}}(\theta' - \theta_{cr})^{2.1} \quad (15)$$

式中: S_b 为推移质通量,量纲为 L^2T^{-1} ; D_{50} 为中值粒径,量纲为 L ; D_* 为无量纲粒径,等于 $D_{50}\left(\frac{(s-1)g}{\nu^2}\right)^{\frac{1}{3}}$, ν 为黏度,量纲为 L^2T^{-1} ; θ' 为有效 Shields 参数,无量纲; θ_{cr} 为临界 Shields 参数,无量纲。公式表明,推移质输运率随流动切应力超过颗粒起动阈值的程度呈非线性增加,并受粒径和黏度共同调控。

图 2 为一应用 Delft3d 进行理想化数值实验,探讨絮凝对三角洲演化和形态的影响的实例。由于盐度是影响细粒絮凝程度的重要因素之一,并且在 Delft3D 中盐度为调节絮凝程度的最关键变量 (Ali *et al.*, 2022),因此,本文采用盐度为 0 和 35‰ 作为对比,控制絮凝程度,从而实现高盐度导致高沉降速率的效果。地貌底形为 $14 \text{ km} \times 20 \text{ km}$ 的缓坡,自南向北水深增大,坡度为 0.01 m/km ,采用黏性泥质和非黏性砂质作为输入,水流量为 $2\,000 \text{ m}^3/\text{S}$,泥质输入速率为 0.05 kg/m^3 ,砂质输入速率为 0.05 kg/m^3 ,泥质在淡水(流入流体和水体盐度为 0)中沉积速度为 0.01 mm/s ,而在盐水(流入流体和水体盐度为 35‰)中最大沉降速度为 0.08 mm/s 。

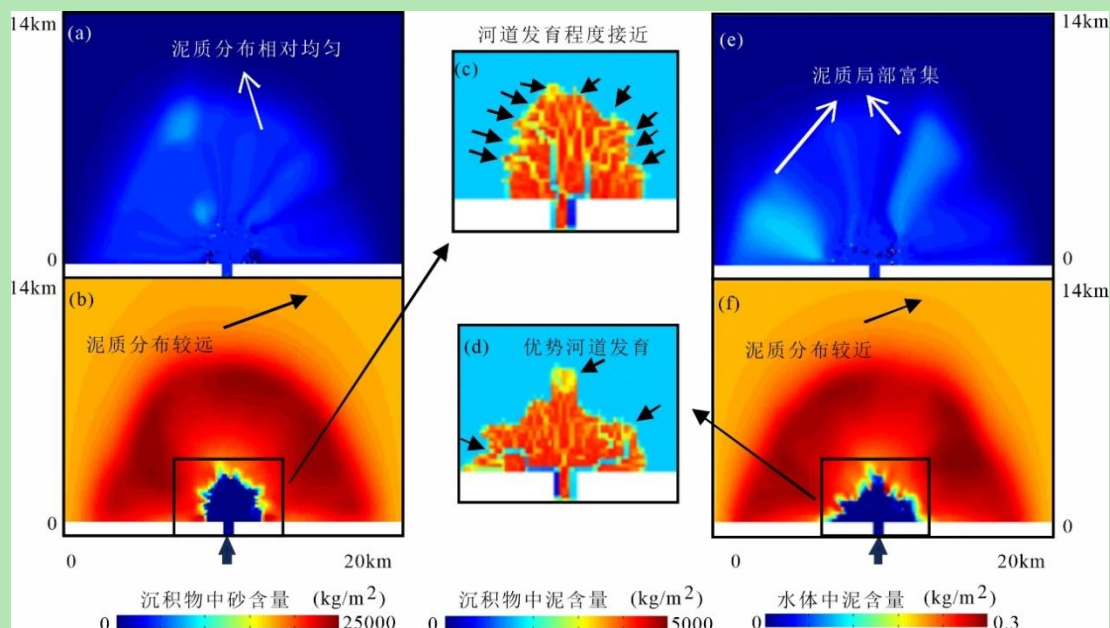


图 2 Delft3D 模拟高盐度与低盐度下三角洲演化

(a) 盐度 0‰ 水体中泥含量；(b) 盐度 0‰ 沉积物中泥含量；(c) 盐度 0‰ 沉积物中砂含量；(d) 盐度 35‰ 沉积物中砂含量；(e) 盐度 35‰ 水体中泥含量；(f) 盐度 35‰ 沉积物中泥含量

Fig.2 Delta evolution simulated by Delft3D under high-salinity and low-salinity conditions

(a) mud content in water at salinity 0‰; (b) mud content in sediment at salinity 0‰; (c) sand content in sediment at salinity 0‰; (d) Sand content in sediment at salinity 35‰; (e) mud content in water at salinity 35‰; (f) mud content in sediment at salinity 35‰

可以看到盐度为 0 时，在水体中泥质广泛弥散，整体分布较均匀，局部富集少（图 2a）；在沉积物中，泥质分布距离较远，中心三角洲边缘的指状沉积（绿色）发育较弱（图 2b）；而砂质沉积物呈现为朵状，河道迁移频繁，河道发育水平较为接近（图 2c）。

盐度为 35‰ 时，在水体中泥质快速絮凝沉降，在特定方向呈集中分布（图 2e）；在沉积物中，泥质沉积分布距离较近，中心三角洲边缘的指状沉积（绿色）优势发育，指状沉积延伸更长数量更多（图 2f）；而砂质沉积物呈现为鸟足状，河道在局部方向分布集中（图 2d）。

这种盐度的差异导致三角洲形态形成差异的原因在于，盐分可促进絮凝作用，使得盐水中泥质沉积快速沉降，导致泥质在河口前缘快速脱离水体、形成集中沉积带，而这些泥质沉积会更改地貌，提高地貌的空间差异性，从而影响后期砂质分布，使得砂质分布在不同方向体现更大差异性，从而更易形成鸟足状三角洲。

3 盆地级别沉积正演中的细粒物质不同沉积过程

针对盆地级细粒沉积模拟的讨论，本文从三个角度予以剖析：（1）不同数值简化方法对于细粒沉积的模拟，在盆地尺度和百万年地质时间尺度上，精确求解完整的水动力—泥沙耦合动力学方程计算成本极高。因此，盆地级正演模拟通常采用数值简化方法来近似描述沉

积与形态演化。常见的简化策略包括 Marker in Cell 技术 (Harlow, 1964; Griffiths *et al.*, 2001; Salles and Duclaux, 2015)、基于粗糙度或浓度梯度的扩散方法 (Smith and Bretherton, 1972; Kirkby, 1986; Granjeon and Joseph, 1999; Granjeon, 2014), 以及借鉴水文学与地貌学的部分成果, 如 Stream Power 方法 (Salles, 2016; Salles and Hardiman, 2016); 易滑坡性评估 (Rickenmann, 1999; Horton *et al.*, 2013)。虽然盆地级模型的数值算法不能直接模拟黏性沉积物的絮凝、解絮凝、分形结构演变等微观过程, 也不能像中尺度模拟 Delft3D 通过采用 P-K 模型来区分黏性与非黏性沉积物, 但是, 这些模型可以通过参数设置来逼近细粒沉积过程的宏观特征, 在不同沉积环境和地貌响应上表现出与细粒沉积物行为相逼近的模拟结果。因此在文中阐述了应用 Marker in Cell 的 Lencode, 应用扩散方法的 Dionisos 以及应用 Stream Power 方法的 Badlands 三种模拟软件/程序中的沉积动力学模型 (表 2)。(2) 不同细粒沉积过程的模拟方法, Delft3D 通常适合模拟地貌坡度变化有限的近岸河流三角洲的沉积演化过程, 而除了河流作用, 细粒沉积过程还包含异重流、泥流、悬浮沉降和山坡过程等多种动力过程。在盆地尺度和地质时间尺度上, 通常需要考虑多种沉积过程的耦合作用, 因此在文中分别介绍了 Lencode、Badlands 和 Dionisos 中不同沉积过程的模拟方法 (表 3); (3) 源—渠—汇系统中不同阶段的细粒沉积模拟方法, 源—渠—汇系统中分别侧重物源区侵蚀、搬运区多种沉积过程以及汇区沉积, 从沉积数值模拟方法角度来讲, 汇区模拟难度最低, 搬运区难度最高, 物源区难度居中。因此, 在文中阐述了 Lencode、Badlands 和 Dionisos 各自对于源—渠—汇系统的优势所在。

表 2 不同尺度及不同模拟方法对于细粒沉积物的适用性对比

Table 2 Comparison of the applicability of different scales and different simulation methods to fine-grained sediments

方法类别	模拟尺度	区分细粒沉积与常规沉积方式	能模拟的细粒沉积过程	细粒沉积适用性
微观絮团数值模拟	微观/单絮团 ~mm-cm/秒—分	只适用于黏性沉积物	絮凝、解絮凝过程及粒径分布演变	极强
Delft3D	沉积体尺度 ~m-km/日—年	区分黏性与非黏性沉积物	河流作用、	强
Lencode	盆地尺度 ~10 ⁴ km/10 ³ —10 ⁶ 年	可区分推移质和悬移质, 悬移质更适合细粒沉积物	泥流、悬浮沉降、异重流、河流作用	中等
Badlands	盆地尺度 ~10 ⁴ km/10 ³ —10 ⁶ 年	设置不同系数 K、K _t 、K _{hl} 区分细粒沉积物	泥流、山坡过程、河流作用	中等偏弱
Dionisos	盆地尺度 ~10 ⁴ km/10 ³ —10 ⁶ 年	设置不同扩散系数和临界角区分细粒沉积物	泥流、悬浮沉降、异重流、河流作用	中等偏弱

表 3 细粒沉积不同沉积过程沉积动力学机制对比

Table 3 Comparison of depositional dynamic mechanisms of different depositional processes of fine-grained sediments

沉积过程	主控动力	典型分布	沉积速率	触发机制	数值模拟方法与代表性模型
泥流	重力滑移+内聚力	陡坡区	高	构造活动、暴雨诱发失稳	休止角限定 (Dionisos, Badlands) ; 易滑坡性评估 (Lecode)
悬浮沉降	重力沉降+絮凝作用+湍流扩散	湖泊中心、深海半深海	低	水体化学条件及有机质含量变化	设定沉积速率与水深关系 (Lecode, Dionisos)
异重流	密度差+重力势能	河口—深湖(海)过渡区、坡折带	高	洪水、滑塌、高密度河流入湖(海)	掺混系数修正 (Lecode) ; 流量修正 (Dionisos)
山坡过程	重力蠕移	山区边缘、山区	低	降雨、风化侵蚀	扩散方程 (Badlands, Dionisos)
河流作用	水动力剪切+重力	河道、河漫滩与三角洲	中	水流量、坡度	N-S 方程与推移质悬移质通量计算 (Lecode) ; Stream Power (Badlands) ; 扩散方法 (Dionisos)

3.1 Marker in Cell 方法

Marker in Cell 方法 (Harlow, 1964), 指通过生成并追踪表示水体与泥沙属性的 Flow Walkers 来记录流体泥沙参数在时空上的变化, 每个 Flow Walker 携带流速及方向、流量、泥沙浓度、粒径组成等信息。通过这一方法可避免在空间每个网格点上求解流体与泥沙动力学方程, 而只需要求解 Flow Walker 处的动力学参数, 随后通过经验关系、参数设定、扩散方法等将 Flow Walker 处的沉积侵蚀通量扩展至空间所有网格点, 从而实现地形更新。这一方法有代表性的模拟软件程序有 Sedsim (Griffiths *et al.*, 2001) 和 Lecode (Salles and Duclaux, 2015) 等。下面以 Lecode 为例, 说明这一模拟程序中与细颗粒物相关的沉积过程模拟方法。

对于河流及其沉积物, 从流体、沉积物搬运以及底形变更三个步骤来模拟。流体部分求解质量守恒方程与动量方程得到流场参数, 质量守恒方程为:

$$\frac{\partial A}{\partial t} = -\nabla \cdot (Av) \quad (16)$$

式中: t 是时间, 量纲为 T; A 是流动断面面积, 量纲为 L^2 ; v 是水平流速向量, 量纲为 LT^{-1} , 动量方程为:

$$\frac{Dv}{Dt} = -gR\nabla H + \frac{c_2}{\rho}\nabla^2 v - c_1 \frac{v|v|}{h} \quad (17)$$

式中: gR 为流体的有效重力加速度, 量纲为 LT^{-2} ; ∇H 为水面高程梯度, 量纲为 L^{-1} ; c_1 为底摩擦系数, 无量纲; c_2 为横向摩擦系数, 量纲为 $ML^{-1}T^{-1}$; h 为水深, 量纲为 L; ρ 为流体密度, 量纲为 MT^{-3} 。方程左端的表示流体的加速度, 方程右端第一项为重力驱动项, 第二项为横向摩擦项, 第三项为底床摩擦项。沉积物部分的核心为沉降速度、输沙率, 以及搬运方程, 其中沉降速度为:

$$w_s = \sqrt{\left(\frac{13.95v}{d}\right)^2 + 1.09(s-1)gd} - \frac{13.95v}{d} \quad (18)$$

式中： w_s 为沉降速度，量纲为 LT^{-1} ； d 为颗粒直径，量纲为 L 。这是张瑞瑾等（1989）提出的经验公式，该式 $\frac{13.95v}{d}$ 表示黏性阻力， $(s-1)gd$ 表示重力与浮力差的加速度项，二者共同决定沉速随粒径和流体黏度变化的非线性关系。悬移质平衡输沙率为：

$$q_{s,k}^* = p_{b,k} \sqrt{(s-1)gd_k^3} \left[2.62 \cdot 10^{-5} \left(\left(\frac{\tau}{\tau_{c,k}} - 1 \right) \frac{V}{w_{s,k}} \right)^{1.74} \right] \quad (19)$$

式中： $q_{s,k}^*$ 为沉积物 k 的悬移质平衡输沙率，量纲为 L^2T^{-1} ； p_b 为床面该粒径比例，无量纲； d_k 为沉积物 k 的粒径，量纲为 L ； τ 为实际剪切应力，量纲为 $ML^{-1}T^{-2}$ ； $\tau_{c,k}$ 为临界剪切应力，量纲为 $ML^{-1}T^{-2}$ ； V 为深度平均流速，量纲为 LT^{-1} ； $w_{s,k}$ 为沉积物 k 的沉速，量纲为 LT^{-1} 。

$\sqrt{\left(\frac{\rho_s}{\rho} - 1\right)gd_k^3}$ 为重力与颗粒特征项， $\left(\frac{\tau}{\tau_{c,k}} - 1\right)$ 为剪切比项， $\frac{V}{w_{s,k}}$ 为速度比项。悬移质平衡通量主要由水流携带能力与颗粒沉速之间的相对关系控制，推移质平衡输沙率为：

$$q_{b,k}^* = p_{b,k} \sqrt{(s-1)gd_k^3} \left[5.3 \cdot 10^{-3} \left(\frac{n'}{n} \right)^{1.5} \left(\frac{\tau}{\tau_{c,k}} - 1 \right)^{2.2} \right] \quad (20)$$

式中： $q_{b,k}^*$ 为推移质平衡输沙率，量纲为 L^2T^{-1} ； n' 与 n 分别为沉积颗粒曼宁糙率与床面曼宁糙率，量纲为 $TL^{-1/3}$ ； $\left(\frac{n'}{n}\right)^{1.5}$ 用于修正床面粗糙度对推移通量的影响。推移质平衡通量主要由床面摩擦特性与剪切力超越程度控制，对剪切力变化更敏感，但对流体沉速不敏感。平衡沉积物浓度为：

$$c_k^* = \frac{q_{s,k}^* + q_{b,k}^*}{Vh} \quad (21)$$

式中： c_k^* 为平衡沉积物浓度，量纲为 ML^{-3} 。这一公式将悬移质输沙率和推移质输沙率转换成沉积物浓度。沉积物搬运方程为：

$$\frac{Dc_k}{Dt} = -\beta_t \frac{w_{s,k}}{h} (c_k - c_k^*) \quad (22)$$

式中： β_t 是适应系数，无量纲； c 为实际沉积物浓度，量纲 ML^{-3} 。方程表明当实际浓度与平衡浓度不一致时，系统将以一定速率趋向平衡，当实际沉积物浓度高于平衡值时产生沉积，低于平衡值时发生侵蚀， $\beta_t \frac{w_{s,k}}{h}$ 表征恢复平衡的时间尺度。最后为床面高程变化方程：

$$(1 - \phi) \frac{\partial z_k}{\partial t} = \beta_t \frac{w_{s,k}}{h} (c_k - c_k^*) \quad (23)$$

式中： z_k 为沉积物 k 的床面高程，量纲 L ； ϕ 为孔隙度，无量纲。方程体现了实际沉积物浓度高于平衡值时，沉积导致床面升高，实际沉积物浓度低于平衡值时，侵蚀导致床面降低。

对于浊流，在河流进入水体后触发，存在环境水体卷入浊流的夹带作用，因此定义水体

掺混系数：

$$E_w^* = \frac{0.075}{\sqrt{1+718R_i^{2.4}}} \quad (24)$$

式中： E_w^* 为水体掺混系数，无量纲； R_i 为里查森数，无量纲。水体掺混系数描述浊流在推进过程中对周围环境水体的卷吸与混入能力，随里查森数增大而显著减小。此外，在水体中采用 $(s-l)g$ 表示有效重力，水下和水上的曼宁系数和休止角不同。

对于碎屑流—泥流，借鉴地貌学与灾害防治学中的易滑坡性评估明确发生碎屑流—泥流的区域，并采用扩散算法模拟沉积物运输（Salles and Duclaux, 2015）。第一步通过设置流域汇流量、平面曲率与局部坡角的阈值，判定可能发生物质搬运的区域。局部坡角的阈值则通过半经验方程计算得出（Rickenmann and Zimmermann, 1993; Horton *et al.*, 2013）：

$$\tan\beta_{thres} = \begin{cases} kS_{uca}^{-\theta_r}, & S_{uca} < Con \\ \tan\beta_{con}, & S_{uca} \geq Con \end{cases} \quad (25)$$

式中： $\tan\beta_{thre}$ 局部坡角阈值的正切值，无量纲； S_{uca} 为汇流区的面积，量纲 L^2 ； kk 为坡度指数，无量纲； θ_r 为凹度指数，无量纲； $\tan\beta_{con}$ 为坡角的常数阈值，无量纲； Con 为面积的常数阈值，量纲 L^2 。

第二步通过FD8算法实现沉积物的运输（Quinn *et al.*, 1991），具体含义为沉积物持续从高地势区域向低地势区域迁移，直到局部坡度减小至其休止角（沉积物能够保持稳定状态的最大坡角（Webster, 1919））以下。

对于悬浮沉降，Lecode通过定义水深与对应沉积速率来计算其分布。图3中为一应用Lecode模拟的三角洲实例，底形为包含一弯曲峡谷的陆架—陆坡—深海平原系统，长200 km，宽105 km，模拟时长为30 ky，河口处输入沉积物和水流作为外源供给，底形之上初始沉积厚度为1 000 m，被侵蚀搬运后同样作为沉积物来源。此外定义了半远洋沉积物，其沉积速率随水深增加略有增加。Lecode的输出数据中不能直观显示河流—浊流、碎屑流—泥流，以及半远洋沉积的含量分布，但根据计算原理，认为河口供给沉积物分布代表河流浊流沉积物分布，河流三角洲沉积分布在海平面之上，即陆架区域，而浊积岩分布在海平面之下，即陆坡和深海平原区域，初始沉积物分布代表碎屑流—泥流分布，而半远洋沉积分布代表半远洋沉积。图3b至图3c分别为河口供给沉积物，初始沉积物含量以及半远洋沉积物含量60%以上区域，分别代表上述三种沉积过程产物。

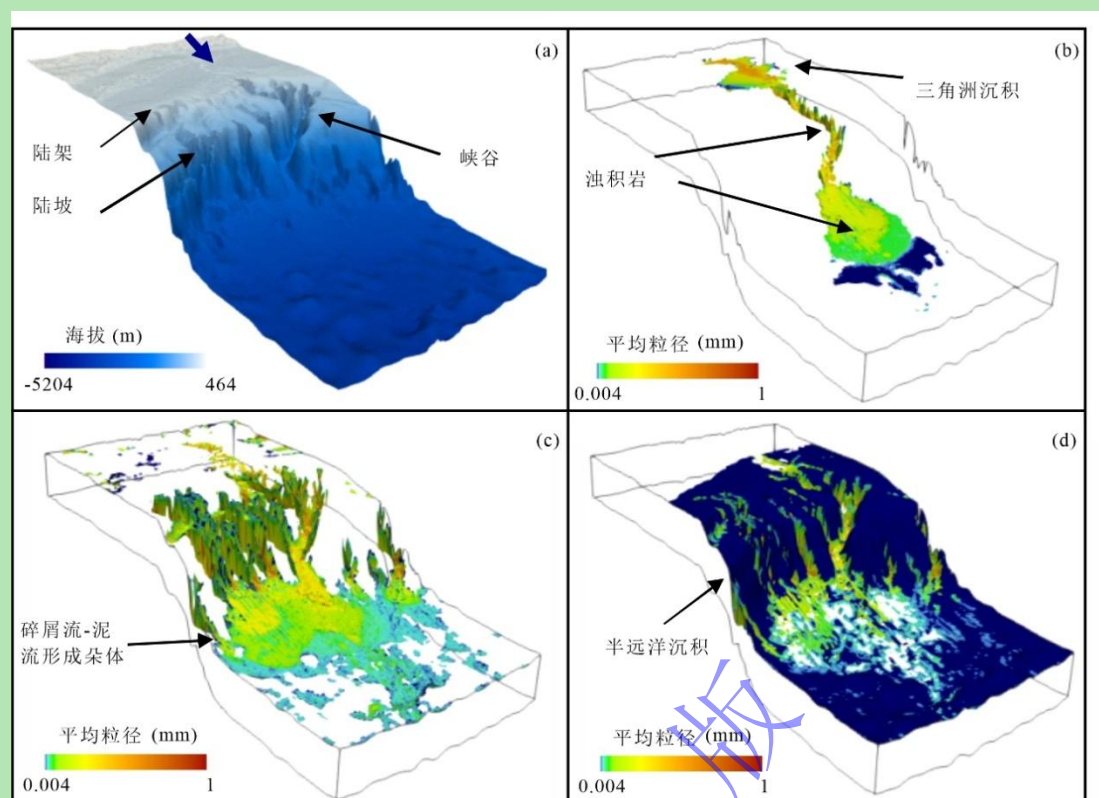


图3 Lecode 模拟被动大陆边缘陆坡上浊积岩、MTDs 和半远洋沉积的空间分布

(a) 初始地貌；(b) 河口供给沉积物分布指征三角洲—浊积岩分布；(c) 初始沉积物分布指征碎屑流—泥流沉积分布；(d) 半远洋沉积分布

Fig.3 Spatial distribution of turbidites, MTDs, and hemipelagic deposits on a passive continental margin slope simulated by Lecode

(a) initial topography; (b) sediment supply from river mouth indicating the distribution of deltaic and turbidite deposits; (c) initial sediment distribution indicating the distribution of debris flow and mudflow deposits; (d) distribution of hemipelagic deposits

可以看到，浊积岩主要分布于受河流供给控制的区域，沿河口—峡谷—深海盆地轴线发育，沿已有的峡谷通道搬运，形成水道—天然堤—海底扇系统，沉积中心通常位于峡谷中下游。相比之下，碎屑流—泥流沉积物的空间分布更广泛且更具地貌依赖性，碎屑流—泥流广泛分布于峡谷及其支流和深水朵叶之中，其形成与海底地形的不稳定性密切相关，多发育于峡谷头部、侧壁或陡坡区，而不依赖于陆源供给。而半远洋沉积广泛呈披覆状分布在海平面以下，沉积厚度从岸线向深海递减。

Lecode 目前核心计算框架只针对非黏性沉积物，不能计算絮凝等黏性沉积物的特有属性。但是在 Lecode 中，针对河流和浊流的模拟，区分了悬移质和推移质，如果粒径较小、沉降速度低、流速大，则水流动能相对强，能克服颗粒重力沉降，采用悬浮载荷，而如果粒径较大、沉降速度高、流速低，则水流动能不足以维持颗粒悬浮，沉积物靠跳跃、滚动搬运，采用床沙搬运计算。其中悬移质模式更为接近细粒物质模拟需求，可在模拟细粒沉积物时设置小粒径，高供给水流流速，使得沉积物主要以悬移质运输，同时定义碎屑流—泥流模块参

数以及悬浮沉降模块参数，模拟细粒沉积过程中的泥流以及深湖（海）—半深湖（海）静水沉降。

3.2 Stream Power 方法

基于 Stream Power 方法的地貌模拟广泛应用于地貌演化研究，其核心为侵蚀速率或沉积物通量随上游汇水面积和河道坡度的幂律关系变化，再辅助以扩散算法等模拟沉积过程，最后叠加各个沉积过程沉积侵蚀通量以及构造演化得到地貌变形量。虽然这一方法更适宜于模拟地貌演化，沉积侵蚀剖面的模拟效果有限，但其避免了直接求解偏微分方程，从而显著提高了计算效率，得以进行时间与空间的大尺度模拟，典型代表包括 Badlands, CHILD (Salles, 2016; Salles and Hardiman, 2016)。Badlands 可模拟的沉积过程中，与细粒沉积紧密相关的有坡面扩散、泥流和水动力侵蚀及沉积。

针对水动力侵蚀及沉积，Badlands 提供分离控制侵蚀模型和搬运控制侵蚀两种方法，前者侧重于基岩的可侵蚀性，后者关注沉积物的输送能力。分离控制侵蚀模型假设河流具有足够的输送能力，能够立即将所有被侵蚀的物质搬运走，因此，地貌演化的速率主要受限于基岩的可侵蚀性，表达公式为：

$$E = KA^m S^n \quad (26)$$

式中： E 为单位时间内的侵蚀速率，量纲为 LT^{-1} ； K 为可侵蚀性系数，量纲为 $L^{1-2m}T^{-1}$ ； A 为汇流面积，量纲为 L^2 ； S 为坡度，无量纲。公式表明侵蚀速率受控于流域汇水规模与地形坡度。

而搬运控制侵蚀则认为河流的侵蚀能力足以从源区剥蚀物质，但其输送能力有限，导致沉积物在河道中积累，因此，地貌演化的速率主要受限于沉积物的输送能力，表达公式为：

$$Q_s = K_t A^{m_t} S^{n_t} \quad (27)$$

式中： Q_s 为单位时间内的沉积物通量，量纲 L^3T^{-1} ； K_t 为输送能力系数，量纲 $L^{3-2m_t}T^{-1}$ ； A 为汇流面积，量纲 L^2 ； S 为坡度，无量纲。公式表明积物输送能力受控于流域汇水规模与地形坡度。

这两种模型代表了地貌演化过程的两个极端情况，实际情况往往处于这两者之间。例如，河流在上游可能表现为剥蚀受限，而在下游则可能转变为输送受限。因此，Badlands 可结合这两种机制，采用混合模型来更准确地模拟实际地貌演化过程。

针对坡面过程，采用经典的线性扩散模型，即土壤蠕动理论来表征，其基本形式为：

$$\vec{q}_d = -\kappa_h \nabla z \quad (28)$$

式中： \vec{q}_d 表示坡面扩散通量，量纲为 L^2T^{-1} ； κ_h 为扩散系数，量纲为 L^2T^{-1} ； ∇z 为地形坡度，

无量纲。该模型适用于缓坡条件下由重力驱动的缓慢物质迁移。此外, Badlands 还支持非线性坡面扩散模型, 以模拟在接近临界坡度时发生的高强度搬运过程:

$$\vec{q}_d \propto \frac{\nabla z}{1 - \left(\frac{|\nabla z|}{S_c}\right)^2} \quad (29)$$

式中: S_c 为坡度临界值, 无量纲。公式表述当坡度 S 接近某一临界值 S_c 时, 扩散通量急剧增加, 从而模拟陡坡地区的地貌快速改变。

针对重力塌滑以及泥石流等过程, 当局部坡度超过临界坡度时即触发滑动或崩塌过程, 由扩散系数控制其搬运效率与范围。坡面过程模拟的是由扩散控制的缓慢、连续沉积过程, 而塌滑与碎屑流则反映坡度失稳触发的快速、突发性沉积事件。

图 4 为一应用 Badlands 模拟陆相源汇系统演化的实例。初始地貌包括北部的谢米斯台山、乌日可下亦山、以及西南部的扎伊尔山, 三者的物源将向东南部汇聚, 构成一个完整的多源源汇体系。其中包含三种沉积过程, 重力滑坡沉积过程引起的沉积侵蚀分布, 为沉积过陡时发生垮塌, 为短期高效过程; 山坡过程引起的沉积侵蚀分布, 主要是雨滴和坡流作用下斜坡的形成和发育过程, 为长期低效过程; 河流过程引起的沉积侵蚀分布, 为长期高效过程。模拟时长为 100 ky, 为避免不同的扩散系数对模拟结果的影响, 山坡过程、河流过程以及滑坡的扩散系数都设置为 3, 侵蚀系数为 9×10^{-7} , 搬运系数为 2×10^{-6} 。

从图 4 中可以看到, 滑坡作用主要发育在山区陡坡带, 剥蚀厚度与坡度呈正相关, 坡度越大, 剥蚀厚度越大, 而在坡脚以及沟谷处存在少量沉积物, 整体分布范围局限, 高度依赖于地貌坡度。山坡过程广泛分布在山区, 在海拔以及坡度更高的谢米斯台山和乌日可下亦山更为发育, 侵蚀作用发育在山脊, 沉积作用发育在山谷, 在山体周缘, 沉积物可在坡脚堆积, 并且在山体周缘冲积扇上, 扇体存在少量侵蚀, 而扇体之间地势较低处存在少量沉积。河流作用形成的沉积侵蚀更依赖于水系, 在山体内部的主要沟谷处发育沉积, 并且在局部区域有大量沉积。而在山体周缘, 主要沉积在冲积扇前缘, 在白杨河干流也存在少量沉积。侵蚀主要存在扇体周缘的冲积扇上, 形成上游分叉下游汇聚的水系侵蚀。在冲积扇区域, 河流过程侵蚀区标记的水系与山坡过程沉积区标记的沟谷系统相比, 形态与分布具有相似性, 但支流更为发育。

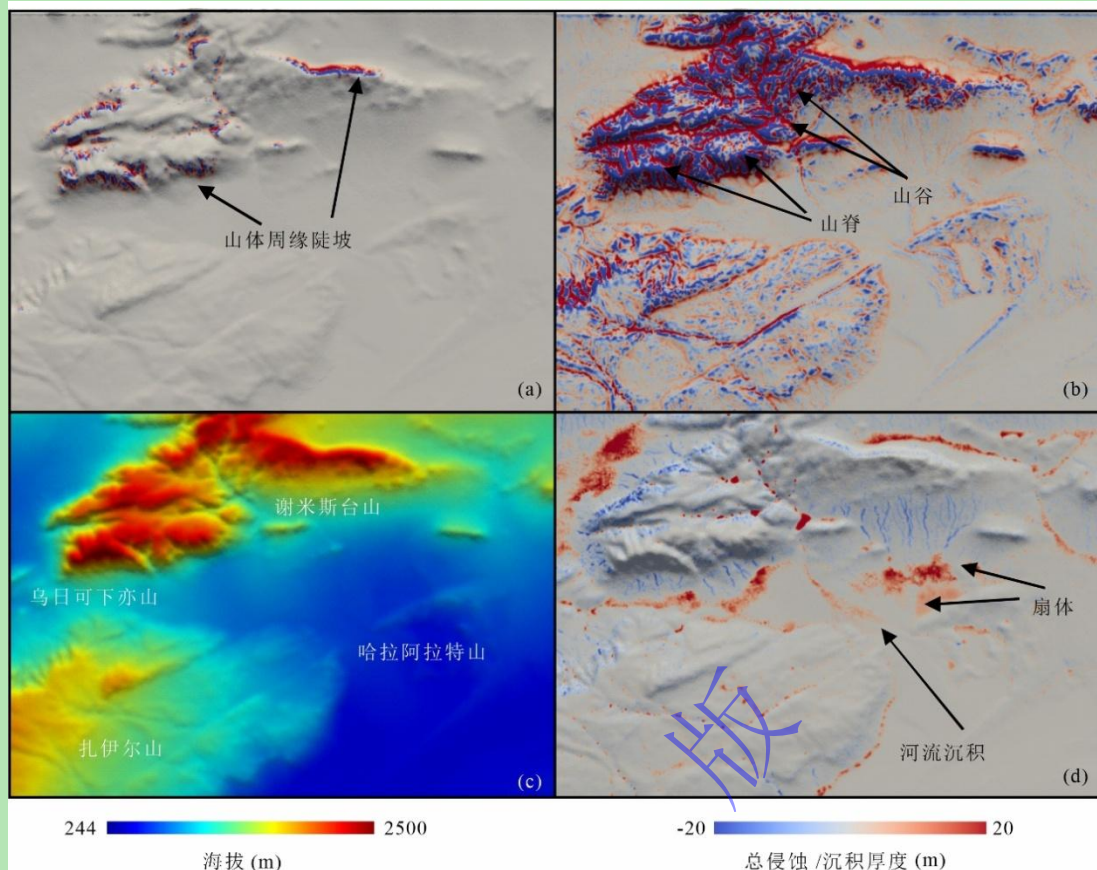


图 4 Badlands 模拟陆相源汇系统中重力滑坡、山坡过程、河流过程形成沉积物的空间分布

(a) 重力滑坡沉积侵蚀分布；(b) 山坡过程沉积侵蚀分布；(c) 初始地貌；(d) 半河流过程沉积侵蚀分布

Fig.4 Spatial distribution of sediments formed by gravitational landslides, hillslope processes, and fluvial processes in a continental source-to-sink system simulated by Badlands

(a) erosion and deposition distribution of gravitational landslide deposits; (b) erosion and deposition distribution of hillslope process deposits; (c) initial topography; (d) erosion and deposition distribution of fluvial process deposits

Badlands 所有侵蚀—搬运—沉积模型均基于坡度、集水面积、沉积物通量等参数，不对沉积物的絮凝、沉积概率等黏性机制进行模拟。但在 Badlands 中，可通过设置不同系数区分砂砾、粉砂和黏土。针对黏土， K 、 K_t 、 K_{hl} 可设低值，而针对砂砾， K 、 K_t 、 K_{hl} 可设高值，粉砂取值介于黏土和砂砾之间。 K 是公式 (26) 的可侵蚀性系数，与岩性、泥沙内聚力和地层强度有关，黏土设低值，反映黏性沉积物内聚力强，临界剪切力高，侵蚀难。 K_t 是公式 (27) 中的运输能力系数，反映沉积物输送效率，黏土设低值，反映黏土反复絮凝—沉降—破碎再悬浮，输运效率低。 K_{hl} 是公式 (28) 中的扩散系数，反映重力坡面泥沙搬运能力，黏土设低值，反映黏土有黏滞力，扩散能力低。

3.3 Diffusion 方法

沉积物扩散原理描述长时间尺度上沉积物从高地势区向低地势区迁移，直至满足某些设定条件，比如沉积物坡度小于休止角等。这一方法广泛运用到盆地尺度模拟中（如 Lencode、Badlands），作为补充算法。而在 Dionisos 中，扩散原理为核心算法，并在其基本原理上有

所延展,具体表述为沉积物的搬运通量与地形坡度和水流量之间可建立线性或非线性扩散关系 (Smith and Bretherton, 1972; Kirkby, 1986; Granjeon and Joseph, 1999; Granjeon, 2014)。该模型将全年水文过程划分为低能长期 (LELT) 与高能短时 (HEST) 两类过程,LELT 中,对于重力驱动的沉积物流,采用如下方程:

$$\overrightarrow{q_{s,s}} = -K_s S \quad (30)$$

式中: $\overrightarrow{q_{s,s}}$ 为重力驱动沉积物通量,量纲为 L^2T^{-1} ; K 为坡面扩散系数,量纲为 L^2T^{-1} ; S 为坡度,无量纲。公式表明重力驱动下,沉积物通量与坡度呈正比。而对于流量和坡度控制的沉积物,采用如下方程:

$$\overrightarrow{q_{s,w}} = -K_w q_w^m S^n \quad (31)$$

式中: $\overrightarrow{q_{s,w}}$ 为水流驱动沉积物通量,量纲 L^2T^{-1} ; K_w 为水流扩散系数,量纲 $L^{2-3m}T^{-1}$; q_w 为水流量,量纲为 L^3T^{-1} 。公式表明水流驱动下,沉积物通量与坡度及水流量呈幂次正相关关系。

总沉积物通量为:

$$\overrightarrow{q_s} = \overrightarrow{q_{s,s}} + \overrightarrow{q_{s,w}} \quad (32)$$

对于 HEST,用户可定义洪水期持续时间、峰值水流量与沉积物流入比例等参数,模型据此触发短期内高通量、高搬运能力的沉积过程,有效重现浊流发育等现象,该方法不追求逐时过程解析,而是通过统计简化处理,实现对突发性沉积机制在长时间尺度下的有效表达。

滑坡模型过程用于模拟地形坡面因超出稳定阈值而发生的崩塌或碎屑流等过程。该模型提供了两种常见的失稳机制:重力—摩擦模型和雪崩模型。前者设定单一临界坡度阈值,当坡度超过该值时触发沉积物向下坡方向迁移;而后者则引入冻结坡度参数,在坡度超过临界值后触发崩塌,当沉积物迁移达到坡度小于冻结坡度区域后,沉积物重新稳定。

图 5 中为一应用 Dionisos 模拟扇三角洲体系的实例,底形为三面环山,一面为湖盆,模拟时长为 17.1 Ma,模拟区域宽 80 km,长 100 km。沉积过程包括 LELT 和 HEST,以及碎屑流。沉积物输入包括砂砾岩和泥岩。扩散系数均采用 Dionisos 对应粒度的默认值,砂砾岩的坡度扩散系数为水上 $0.0678 \text{ km}^2\text{kyr}$,水下为 $0.0014 \text{ km}^2\text{kyr}$,水流扩散系数为水上 $39.0592 \text{ km}^2\text{kyr}$,水下为 $0.2296 \text{ km}^2\text{kyr}$,泥岩的坡度扩散系数为水上 $0.5727 \text{ km}^2\text{kyr}$,水下为 $0.0084 \text{ km}^2\text{kyr}$,水流扩散系数为水上 $1959.2225 \text{ km}^2\text{kyr}$,水下为 $16.3961 \text{ km}^2\text{kyr}$ 。对于 HEST,HEST/LELT 水流量比为 20,HEST 的活跃时间为 2 月每年,HEST 能够搬运的沉积物比例为 50%。

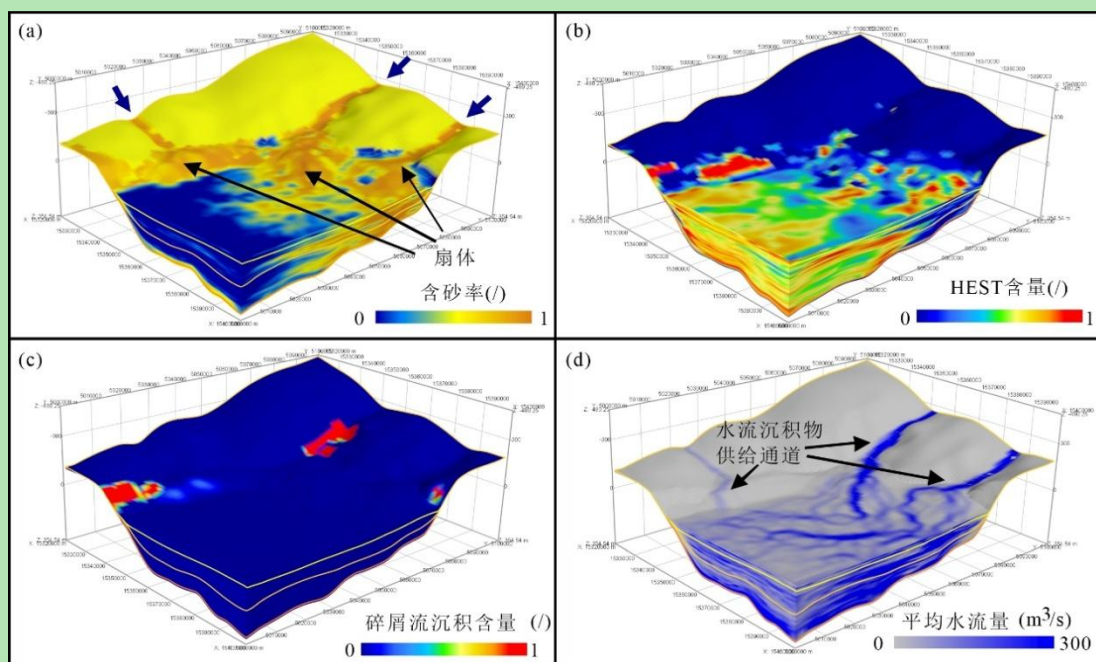


图 5 Dionisos 模拟扇三角洲演化结果

(a) 含砂率分布；(b) HEST 含量分布；(c) 碎屑流沉积含量；(d) 平均水流量分布

Fig.5 Fan delta evolution simulated by Dionisos

(a) sand proportion distribution; (b) HEST content distribution; (c) debris flow deposit content; (d) average water discharge distribution

从粒度分布可以看到在三个物源供给处形成了三个扇三角洲，泥岩主要分布在湖盆中心处，水流高值标记着水系的分布，在强水流分布处以及水流密布处，也是砂砾岩的主要分布区域，由此可以看出砂砾岩的分布受水流的高度控制。HEST 主控的沉积物主要分布在更靠近湖盆中心处，其与砂砾岩的分布既有重合也相互独立，总体而言，HEST 延长了沉积物的搬运距离，能够影响更靠近湖盆中心区域的沉积物空间分布。而碎屑流主要分布在山体坡脚陡坡处以及山间沟谷陡坡处，分布面积较小，但能够造成沉积物在局限区域内的集中分布。

在 Dionisos 中，通过设置不同的扩散系数和计算系数，来表征粒度的影响。黏土和粉砂的扩散系数高于砂岩和砾岩的扩散系数，其中细粒和非细粒沉积物的水流扩散系数的差距更大，而重力扩散系数的差距更小。此外，非细粒沉积物临界角较大，细粒沉积物较小。

3.4 盆地级别细粒沉积数值模拟在源—汇系统中的应用

在盆地尺度上，细粒物质的数值模拟能够系统还原其从物源区到湖盆沉积区的侵蚀、搬运、沉积及早期成岩的完整动力学过程，揭示源—汇系统中细粒沉积的时空演化机制（表 4）。

1) 物源侵蚀阶段。

该阶段以岩石风化和侵蚀为主，物理风化（如温差变化、冻融作用）使岩体破碎，化学风化（水岩反应及生物作用）生成黏土矿物，从而决定了细粒物质的初始矿物组成与粒度结构。物源供给受气候、物源区面积、地形坡度、植被覆盖度及岩性条件等控制。在数值模拟

中, Badlands 模型的 Stream Power 方法能够较好地反映源区形态演化与气候—构造条件的综合影响。

2) 渠区搬运阶段

不同搬运过程中, 河流与异重流搬运距离较长, 为从源区到汇区的主要搬运方式, 而泥流与山坡过程多为近源搬运, 悬浮沉降为进入水体也就是汇区之后的搬运, 其搬运距离可能较长, 但搬运量较为有限。在不同模型中, Lecode 的 Marker in Cell 方法更适合刻画河流与异重流中细粒物质的长距离运输, 反映水动力特征。Badlands、Lecode 与 Dionisos 均可在不同程度上模拟泥流、悬浮沉降及山坡过程, 模拟效果较为接近。

3) 汇区沉积阶段

在源区和渠区均存在沉积, 但细粒沉积与常规沉积物乃至粗粒沉积相比, 一般搬运距离更长, 深湖(海)—半深湖(海)区域成为细粒物质的主要聚集区, 有潜力形成泥页岩。休止角等门限设定方法被广泛应用在 Badlands、Lecode 与 Dionisos 等盆地级别数值模拟方法中, 在剖面和平面上的模拟效果主要取决于搬运部分的模拟方法。

表 4 盆地级别数值模拟方法在源—汇系统中的应用

Table 4 Application of basin-scale numerical simulation methods in source-to-sink systems

阶段	主要过程	关键控制因素	数值模拟表征	代表模型/方法
物源侵蚀阶段	岩石风化与侵蚀, 细颗粒物产生	气候、地形坡度、物源区面积、植被覆盖、岩性条件	描述源区形态演化与侵蚀强度, 控制细颗粒物初始供给量及粒度组成	Badlands
渠区搬运阶段	河流、异重流长距离搬运; 泥流与山坡过程近源搬运; 悬浮沉降	水动力条件、流态类型、地形约束	描述细颗粒物在不同搬运方式下的运输路径与距离	Lecode ; Badlands ; Dionisos
汇区沉积阶段	深湖(海)—半深湖(海)沉积与早期成岩	水深、搬运效率、沉积速率、压实与胶结作用	控制细粒沉积体的空间展布及厚度, 反映泥页岩形成潜力	Badlands ; Lecode ; Dionisos

4 展望和建议

细粒沉积动力学的数值模拟已在多个尺度上取得显著进展, 但现有模型在参数体系、尺度衔接与适用性方面仍存在明显局限。未来研究可从以下三个方面进一步完善。

(1) 优化计算系数体系, 构建细粒沉积物专属图版。现有数值模型多源于非黏性颗粒研究成果, 系数取值范围主要基于砂质体系的实验结果, 难以准确反映黏性颗粒的动力学特征。有必要结合实验与地层数据, 系统建立不同黏土矿物、不同盐度等水体条件下的参数取值范围, 形成可用于模型输入的标准化图版。

(2) 构建多尺度耦合的细粒沉积动力学框架。目前微观层面的絮凝—解絮凝过程、沉

积体级别的黏性—非黏性响应机制与盆地尺度的多沉积过程模拟仍相互独立,缺乏有效链接。有必要探讨基于经验公式和数值简化的多尺度耦合方案,将微观絮凝动力学以参数化或统计形式嵌入黏性沉积物沉积体级模型,并进一步将黏性响应融入盆地尺度正演模型中,提高盆地级模拟对于细粒沉积物的适用性。

(3) 加强多类型沉积过程模拟中细粒沉积物的研究。当前数值模拟对于细粒沉积的区分主要集中在河流作用,而在异重流、泥流等过程中的适用性仍不足。有必要在流体力学与泥沙动力学最新成果的基础上,修正泥流、异重流模拟方法,使模型能更真实地反映细粒沉积在不同沉积过程中的响应特征。

(4) 加强物理模拟实验与数值模拟的协同研究。大量物理水槽实验为细粒沉积过程的理解奠定了基础(Krishnappan and Marsalek, 2002; Li *et al.*, 2023, 2024)。这类实验通过控制流体剪切、悬浮浓度、盐度等条件,系统揭示了絮凝、沉降与分选等物理机制,为数值模拟中的粒径演化、碰撞与破碎过程提供了实验数据和机理依据。已有研究还表明,有机质和电化学条件等环境因素显著影响絮凝过程。当前数值模型尚难全面反映这些复杂过程,有必要利用实验结果约束模型参数、检验模型机制,并推动数值方法在描述絮凝—解絮凝与多过程耦合方面的进一步发展。

5 结论

(1) 在微观颗粒层面,絮凝的发生受物理、化学及生物多重机制共同调控,絮凝—解絮凝过程决定了细粒沉积物的粒径结构与动力学特征。基于 Winterwerp 絮团均值粒径模型,引入分形维度及其分布函数,可建立絮团生长与破碎过程的数值模型,得到絮团粒径在稳定水动力条件下随时间先增长后趋于稳定的变化曲线。

(2) 从微观颗粒到沉积规模再到盆地规模数值模拟,细粒沉积物和常规粗粒沉积物的区分度逐渐降低。沉积体规模的模拟方法 Delft3D 可区分黏性与非黏性沉积物。针对悬移质,采用对流扩散方程明确沉积物浓度,但是对黏性沉积物采用 Partheniades-Krone 模型计算床面沉积侵蚀通量,并采用盐度校正沉降公式,而对非黏性沉积物,采用 van Rijn 参考高度模型计算床面沉积侵蚀通量,采用 van Rijn 沉降公式,而针对非黏性推移质,采用 van Rijn 等推移质通量计算公式。在盆地规模模拟方法中,Lecode 可区分悬移质与推移质,而 Dionisos 与 Badlands 可通过设置不同计算系数,贴近细粒沉积模拟需求。

(3) 细粒沉积过程包括河流、异重流、悬浮沉降、泥流、山坡过程。悬浮沉降模拟常见方法为设定不同水深对应的沉积速率;河流模拟方法有 Navier-Stokes 方程结合搬运方程

方法、Stream Power 方法, 或者水流坡度扩散模型; 异重流模拟常见方法为在河流模型基础上加入水流量、掺混系数等校正; 泥流模拟常见方法为休止角控制或结合易滑坡性评估; 山坡过程模拟常见方法为坡度相关的线性—非线性扩散方程。

致谢 非常感谢编辑部老师与三位审稿专家对论文提出的宝贵修改意见。

参考文献 (References)

- 郭超, 何青. 2021. 黏性泥沙絮凝研究综述与展望[J]. 泥沙研究, 46(2): 66-73. [Guo Chao, He Qing. 2021. Review of the research on cohesive sediment flocculation[J]. Journal of Sediment Research, 46(2): 66-73.]
- 洪国军, 杨铁笙. 2006. 黏性细颗粒泥沙絮凝及沉降的三维模拟[J]. 水利学报, 37(2): 172-177. [Hong Guojun, Yang Tiesheng. 2006. 3-D simulation of flocculation-settling of cohesive fine sediment[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 37(2): 172-177.]
- 黄永健, 谈广鸣, 吕平, 等. 2009. 黏性泥沙数学模拟中几个关键问题的研究进展[J]. 水利水电科技进展, 29(3): 90-94. [Huang Yongjian, Tan Guangming, Lü Ping, et al. 2009. Research advances of several key problems in the numerical simulation of cohesive sediment[J]. Advances in Science and Technology of Water Resources, 29(3): 90-94.]
- 姜在兴, 梁超, 吴靖, 等. 2013. 含油气细粒沉积岩研究的几个问题[J]. 石油学报, 34(6): 1031-1039. [Jiang Zaixing, Liang Chao, Wu Jing, et al. 2013. Several issues in sedimentological studies on hydrocarbon-bearing fine-grained sedimentary rocks[J]. Acta Petrolei Sinica, 34(6): 1031-1039.]
- 李杰, 杨文俊, 景思雨, 等. 2022. 黏性泥沙絮凝研究现状与进展[J]. 长江科学院院报, 39(4): 8-13. [Li Jie, Yang Wenjun, Jing Siyu, et al. 2022. Research status and progress of cohesive sediment flocculation[J]. Journal of Yangtze River Scientific Research Institute, 39(4): 8-13.]
- 彭润泽, 蒋如琴, 黄永健, 等. 1987. 长江口泥沙絮凝沉降实验研究[M]. 北京: 科学出版社.
- 许春阳, 罗雯, 陈永平, 等. 2022. 细颗粒泥沙制约沉降速度计算方法综述[J]. 泥沙研究, 47(1): 73-80. [Xu Chunyang, Luo Wen, Chen Yongping, et al. 2022. Review on calculation methods of hindered settling velocity for fine sediment[J]. Journal of Sediment Research, 47(1): 73-80.]
- 乐培九. 1983. 粘性泥沙的絮凝及其对泥浆流变特性影响问题的初步探讨[J]. 泥沙研究, 8(1): 25-35. [Yue Peijiu. 1983. A preliminary study of flocculation formed by cohesive sediment and its influence on rheologic properties of slurry[J]. Journal of Sediment Research, 8(1): 25-35.]
- 张瑞瑾, 谢鉴衡, 王明甫, 等. 1989. 河流泥沙动力学[M]. 北京: 水利电力出版社. [Zhang Ruijin, Xie Jianheng, Wang Mingfu, et al. 1989. Sediment dynamics in rivers[M]. Beijing: Water Resources Press.]
- 朱如凯, 李梦莹, 杨静儒, 等. 2022. 细粒沉积学研究进展与发展方向[J]. 石油与天然气地质, 43(2): 251-264. [Zhu Rukai, Li Mengying, Yang Jingru, et al. 2022. Advances and trends of fine-grained sedimentology[J]. Oil & Gas Geology, 43(2): 251-264.]
- 朱如凯, 张婧雅, 李梦莹, 等. 2023. 陆相页岩油富集基础研究进展与关键问题[J]. 地质学报, 97(9): 2874-2895. [Zhu Rukai, Zhang Jingya, Li Mengying, et al. 2023. Advances and key issues in the basic research of non-marine shale oil enrichment[J]. Acta Geologica Sinica, 97(9): 2874-2895.]
- Ali W, Enthoven D, Kirichek A, et al. 2022. Effect of flocculation on turbidity currents[J]. Frontiers in Earth Science, 10: 1014170.
- Bagnold R A. 1966. An approach to the sediment transport problem from general physics[R]. Washington: U.S. Government Printing Office.
- Chai Z H, Lu J Y, Yao S M, et al. 2018. Modeling the growth of cohesive sediment flocs in three-dimensional space[J]. Estuarine, Coastal and Shelf Science, 215: 11-19.
- Deltares. 2022. Delft3D-Flow, Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments, user manual[R]. Delft: Deltares.
- Deng Z R, Huang D, He Q, et al. 2022. Review of the action of organic matter on mineral sediment flocculation[J]. Frontiers in Earth Science, 10: 965919.

- Edmonds D A, Slingerland R L. 2010. Significant effect of sediment cohesion on delta morphology[J]. *Nature Geoscience*, 3(2): 105-109.
- Fox J M, Hill P S, Milligan T G, et al. 2004. Flocculation and sedimentation on the Po River Delta[J]. *Marine Geology*, 203(1/2): 95-107.
- Gailani J, Ziegler C K, Lick W. 1991. Transport of suspended solids in the Lower Fox River[J]. *Journal of Great Lakes Research*, 17(4): 479-494.
- Gerde J A, Yao L X, Lio J Y, et al. 2014. Microalgae flocculation: Impact of flocculant type, algae species and cell concentration[J]. *Algal Research*, 3: 30-35.
- Granjeon D. 2014. 3D forward modelling of the impact of sediment transport and base level cycles on continental margins and incised valleys[M]//Martinius A W, Ravnås R, Howell J A, et al. From depositional systems to sedimentary successions on the Norwegian continental margin. Chichester: John Wiley & Sons, Ltd.: 453-472.
- Granjeon D, Joseph P. 1999. Concepts and applications of a 3-D multiple lithology, diffusive model in stratigraphic modeling[M]//Harbaugh J W, Watney W L, Rankey E C, et al. Numerical experiments in stratigraphy: Recent advances in stratigraphic and sedimentologic computer simulations. Tulsa: Society for Sedimentary Geology, 197-210.
- Gregory J, O'Melia C R. 1989. Fundamentals of flocculation[J]. *Critical Reviews in Environmental Control*, 19(3): 185-230.
- Griffiths C M, Dyt C, Paraschivoiu E, et al. 2001. SedSim in hydrocarbon exploration[M]//Merriam D F, Davis J C. Geologic modeling and simulation: Sedimentary systems. New York: Springer: 71-97.
- Harlow F H. 1964. The particle-in-cell computing method for fluid dynamics[J]. *Methods in Computational Physics*, 3: 319-343.
- Horton P, Jaboyedoff M, Rudaz B, et al. 2013. Flow-R, a model for susceptibility mapping of debris flows and other gravitational hazards at a regional scale[J]. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 13(4): 869-885.
- Ives K J. 1978. The scientific basis of flocculation[M]. Dordrecht: Springer.
- Kirkby M. 1986. A runoff simulation model based on hillslope topography[M]//Gupta V K, Rodriguez-Iturbe I, Wood E F. Scale problems in hydrology: Runoff generation and Basin response. Dordrecht: Springer: 39-56.
- Krishnappan B G, Marsalek J. 2002. Modelling of flocculation and transport of cohesive sediment from an on-stream stormwater detention pond[J]. *Water Research*, 36(15): 3849-3859.
- Krone R B. 1962. Flume studies of the transport of sediment in estuarial shoaling processes[R]. Berkeley: Hydraulic Engineering Laboratory and Sanitary Engineering Research Laboratory, University of California.
- Li Z Y, He C X, Liu Y Z. 2023. A data-driven Reynolds-number-dependent model for turbulent mean flow prediction in circular jets[J]. *Physics of Fluids*, 35(8): 085130.
- Li Z Y, He C X, Liu Y Z. 2024. Turbulent mean flow prediction in impinging jets using data assimilation methods[J]. *Physics of Fluids*, 36(3): 035123.
- Maerz J, Verney R, Wirtz K, et al. 2011. Modeling flocculation processes: Intercomparison of a size class-based model and a distribution-based model[J]. *Continental Shelf Research*, 31(Suppl.10): S84-S93.
- Maggi F. 2005. Flocculation dynamics of cohesive sediment[D]. Delft: Delft University of Technology.
- Maggi F, Mietta F, Winterwerp J C. 2007. Effect of variable fractal dimension on the floc size distribution of suspended cohesive sediment[J]. *Journal of Hydrology*, 343(1/2): 43-55.
- Manning A J, Baugh J V, Soulsby R L, et al. 2011a. Cohesive sediment flocculation and the application to settling flux modelling[M]//Ginsberg S S. Sediment transport. Rijeka: InTech: 91-116.
- Manning A J, Baugh J V, Spearman J R, et al. 2011b. The settling dynamics of flocculating mud-sand mixtures: Part 1: Empirical algorithm development[J]. *Ocean Dynamics*, 61(2/3): 311-350.
- Mehta A J, Parchure T M, Dixit J G, et al. 1982. Resuspension potential of deposited cohesive sediment beds[M]//Kennedy V S. Estuarine comparisons. New York: Academic Press: 591-609.
- Meyer-Peter E, Müller R. 1948. Formulas for bed-load transport[C]//Proceedings of the 2nd IAHR Congress. Stockholm, Sweden, 7-9 June 1948. Delft, The Netherlands: International Association for Hydraulic Research, 39-64. Mietta F, Chassagne C, Manning A J, et al. 2009. Influence of shear rate, organic matter content, pH and salinity on mud flocculation[J]. *Ocean Dynamics*, 59(5): 751-763.
- Partheniades E. 1965. Erosion and deposition of cohesive soils[J]. *Journal of the Hydraulics Division*, 91(1): 105-139.

- Quinn P, Beven K, Chevallier P, et al. 1991. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models[J]. *Hydrological Processes*, 5(1): 59-79.
- Rickenmann D. 1999. Empirical relationships for debris flows[J]. *Natural Hazards*, 19(1): 47-77.
- Rickenmann D, Zimmermann M. 1993. The 1987 debris flows in Switzerland: Documentation and analysis[J]. *Geomorphology*, 8(2/3): 175-189.
- Salles T. 2016. Badlands: A parallel Basin and landscape dynamics model[J]. *SoftwareX*, 5: 195-202.
- Salles T, Duclaux G. 2015. Combined hillslope diffusion and sediment transport simulation applied to landscape dynamics modelling[J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 40(6): 823-839.
- Salles T, Hardiman L. 2016. Badlands: An open-source, flexible and parallel framework to study landscape dynamics[J]. *Computers & Geosciences*, 91: 77-89.
- Schieber J, Li Z Y, Yawar Z, et al. 2023. Kaolinite deposition from moving suspensions: The roles of flocculation, salinity, suspended sediment concentration and flow velocity/bed shear[J]. *Sedimentology*, 70(1): 121-144.
- Smith T R, Bretherton F P. 1972. Stability and the conservation of mass in drainage Basin evolution[J]. *Water Resources Research*, 8(6): 1506-1529.
- Smoluchowski M V. 1918. Versuch einer mathematischen Theorie der Koagulationskinetik kolloider Lösungen[J]. *Zeitschrift für Physikalische Chemie*, 92U(1): 129-168.
- Son M, Hsu T J. 2008. Flocculation model of cohesive sediment using variable fractal dimension[J]. *Environmental Fluid Mechanics*, 8(1): 55-71.
- Spicer P T, Pratsinis S E, Raper J, et al. 1998. Effect of shear schedule on particle size, density, and structure during flocculation in stirred tanks[J]. *Powder Technology*, 97(1): 26-34.
- Symonds A M, Vijverberg T, Post S, et al. 2017. Comparison between Mike 21 FM, Delft3D and Delft3D FM flow models of western port bay, Australia[C]//Proceedings of the 35th International Conference on Coastal Engineering, Antalya, Turkey. *Coastal Engineering Proceedings*, 1(35): currents.11, 1-12.
- Thomas D N, Judd S J, Fawcett N. 1999. Flocculation modelling: A review[J]. *Water Research*, 33(7): 1579-1592.
- Thorn M. 1982. Physical processes of siltation in tidal channels[C]//Hydraulic modelling in maritime engineering. London: Thomas Telford Publishing: 65-73.
- van Rijn L C. 1993. Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas[M]. Amsterdam: AQUA Publications.
- van Rijn L C, Roelvink J A, ter Horst W, et al. 2001. Approximation formulae for sand transport by currents and waves and implementation in DELFT-MOR[R]. Delft: Delft Hydraulics.
- Webster A G. 1919. On the angle of repose of wet sand[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 5(7): 263-265.
- Winterwerp J C. 1998. A simple model for turbulence induced flocculation of cohesive sediment[J]. *Journal of Hydraulic Research*, 36(3): 309-326.
- Wu W M. 2023. Sediment transport dynamics[M]. London: CRC Press.
- Wu Z C, Zhu Y, Huang W Y, et al. 2012. Evaluation of flocculation induced by pH increase for harvesting microalgae and reuse of flocculated medium[J]. *Bioresource Technology*, 110: 496-502.
- Xu C Y, Cuthbertson A J S, Zhou Y, et al. 2021. Modelling the effects of multiple fractal dimensions on the flocculation and resuspension processes of cohesive sediment[J]. *Frontiers in Marine Science*, 8: 746630.
- Zhang S Q. 1999. One-D and two-D combined model for estuary sedimentation[J]. *International Journal of Sediment Research*, 14(1): 37-45.
- Zhang Y, Ren J, Zhang W Y, et al. 2021. Importance of salinity-induced stratification on flocculation in tidal estuaries[J]. *Journal of Hydrology*, 596: 126063.
- Zhu Z F, Yu J S, Wang H R, et al. 2015. Fractal dimension of cohesive sediment flocs at steady state under seven shear flow conditions[J]. *Water*, 7(8): 4385-4408.

Process Modeling and its Applications of Fine-Grained Sediments

WAN Li^{1,2}, BAI Bin^{1,2}, XU ChunYang³, ZHANG ZhiJie^{1,2}, ZHU RuKai^{1,2}

1. Research Institute of Petroleum Exploration and Development, PetroChina, Beijing 100083, China

2. National Key Laboratory of Multi-Resource Synergistic Green Development for Continental Shale Oil, Daqing, Heilongjiang 163712, China

3. Hohai University, Nanjing 210098, China

Abstract: [Significance] Fine-grained sedimentation differs fundamentally from conventional coarse-grained sedimentation in terms of its dynamic mechanisms. It is therefore necessary to move beyond qualitative descriptions and establish quantitative dynamic models specifically for fine-grained materials. [Progress] Based on the authors' simulation results, this paper systematically reviews process modeling of fine-grained sediment across three hierarchical levels: (1) The grain scale represented by the floc mean-size model. The Winterwerp flocculation dynamics equation and the influence of fractal dimension are elucidated, revealing the evolution of floc size under the equilibrium of collision–flocculation–breakup processes; (2) The depositional-body scale, represented by Delft3D. Cohesive and noncohesive sediments are differentiated explicitly. It employs the Partheniades–Krone erosion–deposition formulation and salinity-controlled settling velocity, and effectively reproduces the impact of flocculation on deltaic depositional patterns; (3) The basin scale, represented by Dionisos (Diffusion), Badlands (Stream Power), and Lecode (Marker-in-Cell). They are evaluated in terms of their applicability to fine-grained sediment simulation, parameterization strategies distinguishing fine- and coarse-grained sediments, and their ability to reproduce spatial patterns of various fine-grained depositional processes such as suspended settling, turbidity currents, debris flows, hillslope processes, and fluvial transport. [Conclusions and Prospects] This study deepens the understanding of the intrinsic dynamics of fine-grained sedimentation and provides perspectives for improving the adaptability of numerical models in fine-grained sediment research.

Key words: fine-grained sedimentation; numerical modeling; flocculation; cohesive sediment; depositional dynamics